جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره نوزدهم، پاییز ۱۳۹۵

صص ۵۷- ۳۷

DOI: 10.22067/geo.v5i3.52867

تحلیل همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های شرقی خزر

امیرحسین حلبیان[1]- دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

علیرضا دهقانپور- استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

زینب عاشوری قلعه رودخانی- کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۱۰/۱۹ تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۷/۱۱

چکیده

در این پژوهش به‌منظور شناسایی و تحلیل بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های شرقی خزر، ابتدا پایگاه دادهٔ بارش روزانهٔ این پهنه، تشکیل و نقشه‌های هم‌بارش روزانه از تاریخ ۱۳٤۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۱۰ (۱۵۹۹۲ روز) بر روی یاخته‌هایی به ابعاد ١٤*١٤ کیلومتر به روش کریجینگ میانیابی و ترسیم شد. برای هر روز بارش، بیشینه و درصد مساحت زیر بارش محاسبه گردید. بر این اساس، حدی‌ترین و فراگیرترین بارش‌ها شناسایی و ۱۰۱ روز از شدیدترین و فراگیرترین بارش‌های منطقه بر اساس شاخص پایهٔ صدک ۹۹ ام برای بررسی انتخاب شد. سپس، با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی و تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام "وارد" بر روی نقشه‌های فشار تراز دریا، ۵ الگویی که در بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های شرقی خزر مؤثر بودند؛ شناسایی گردید. به‌منظور تحلیل این بارش‌ها در هر الگو، یک روز به‌عنوان روز نماینده بر اساس ضریب همبستگی با آستانهٔ ۹۵ درصد تعیین و در این روزها نقشه‌های فشار تراز دریا، ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، الگوی گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تابع جبهه‌زایی برای ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و همگرایی شار رطوبت برای ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم و تحلیل گردید. نتایج این پژوهش نشان از نمود آشکار پرفشار بر روی دریای سیاه در اغلب الگوها دارد. بررسی الگوی ضخامت جو نیز نشانگر دو فرود عمیق بر روی شرق مدیترانه و شمال‌غربی دریای خزر است. تحلیل تابع همگرایی شار رطوبت نیز آشکار ساخت که رطوبت بارش‌های حدی و فراگیر منطقه عمدتاً توسط جریان‌های بادی که از روی دریای خزر می‌وزند تأمین می‌شود و در درجه دوم دریاهای سیاه و مدیترانه در تغذیه رطوبت این بارش‌ها مؤثرند.

کلیدواژه‌ها: اقلیم‌شناسی همدید، الگوی گردشی، بارش، رویکرد محیطی به گردشی، فشار تراز دریا، کرانه‌های شرقی خزر.

---

۱ نویسنده مسئول: ۰۹۱۳۳۱۵۱۰۳۳ Email: halabian_a@yahoo.com

۱. مقدمه

بارش پدیده‌ای اقلیمی است که مقدار آن در زمان و مکان پیوسته متغیر می‌باشد. درعین‌حال، رژیم بارش نمایندهٔ توزیع نسبی بارش در بین ماه‌ها یا فصول مختلف سال است و نسبت به مقدار بارش از ثبات زمانی و مکانی بالاتری برخوردار است. سرشت این دو خصوصیت اقلیمی با هم متفاوت بوده و رژیم بارش نسبت به مقدار بارش از پایایی زمانی و مکانی بالاتری برخوردار می‌باشد؛ زیرا رژیم بارش هر ناحیه را الگوهای همدید نسبتاً ثابتی که تأمین کنندهٔ بارش آن ناحیه هستند ایجاد می‌کنند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱٤٤). کشور ایران به لحاظ عرض جغرافیایی و قرارگیری در همسایگی پرفشار جنب‌حاره، علاوه بر دریافت کم بارش، رژیم بارندگی آن نوسان زیادی دارد و ویژگی‌های بارش از قانون‌مندی خاصی تبعیت نمی‌کند. همچنین ایران در نقطهٔ انتقالی نسبت به الگوهای بزرگ مقیاس گردش عمومی وردسپهری قرار دارد و محل برهمکنش سامانه‌های برون‌حاره، جنب‌حاره و حاره‌ای است (مفیدی و زرین، ۱۳۸٤: ۱۱٤). در سواحل جنوبی دریای خزر بارش به‌عنوان مهم‌ترین عنصر اقلیمی و پدیدهٔ جوی از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصر به فرد این منطقه بویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، جابجایی مداوم پشته‌ها و ناوه‌های امواج غربی بر روی منطقه و استقرار رشته کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده بروز چنین پیچیدگی را در الگوی بارش در پی داشته است. در این میان وقوع بارش‌های شدید از ویژگی‌های ذاتی اقلیمی سواحل جنوبی دریای خزر محسوب می‌گردد. به طوری که برخی از ایستگاههای خزری در اغلب سالها تقریباً نیمی از مجموع بارش سالانه خود را با آستانه بالاتر از ۳۰ میلی متر در روز دریافت می‌دارند. در بررسی مطالعاتی که در زمینه بارش‌های سنگین یا شدید انجام شده؛ بیشتر محققان توجه خود را به شناسایی شرایط همدید بوجود آورنده این رویدادها معطوف داشته‌اند یا اثرات بعد از رویداد این پدیده‌های فرین را مطالعه کرده‌اند.

علیجانی (۱۹۸۱) بارش‌های روزانه ایران را از نظر عامل بوجود آورنده بررسی و در نهایت ایران را از نظر مکانیزم‌های تولید بارش ناحیه‌بندی کرد. نتایج ایشان حاکی از این است که عوامل مسئول در ایجاد بارش ایران با یکی از پنج عامل صعود یعنی همرفت معمولی، همرفت وزشی، عامل چرخندگی، صعود جبهه‌ای (چرخندی) و صعود نامعلوم در ارتباط است. از نظر توزیع مکانی در ساحل دریای خزر همه عوامل صعود به خصوص همرفت وزشی، در شمال غرب کشور عامل همرفت معمولی، در نواحی مرکزی عامل چرخندی و در نواحی جنوبی ایران عامل چرخندگی نمود چشمگیرتری داشته‌اند. کیبل[1] (۱۹۸۹) به بررسی همدید رژیم بارندگی دو اوجی در میدوست شمالی پرداخته و توزیع حداکثر بارش در طی ماه‌های ژوئن و سپتامبر را مطالعه کرده است. وی برای شناسایی حرکات اتمسفری که بارندگی ماه‌های فوق را ایجاد می‌کنند از نقشه‌های همدید در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی استفاده و متوجه شد که رژیم بارش در ناحیه مورد نظر به تکرار وقوع تعداد کمی از رگبارهای شدید بستگی دارد. در عین

1 Keables

حال، افزایش یا کاهش بارندگی برخی از ماه‌ها نیز با وقوع فراز و فرود و حالت‌های خاص همدیدی اتفاق می‌افتد و ورود چرخندها در ایجاد بارش‌های منطقه تأثیر به سزایی دارد. لانا[1] و بورگینو (۲۰۰۰) الگوهای بارش‌های غیرعادی شهر بارسلونا را با استفاده از روش تحلیل طیفی تعیین کردند. آن‌ها در کار خود از یک دورهٔ زمانی ۱۲۸ سالهٔ بارش کل ماهانه بدون لحاظ کردن اطلاعات مفقودی بهره بردند و تابع طیف توان الگوهای غیرعادی بارش را در دو مقیاس ماهانه و فصلی به دست آورند. نتایج کار آن‌ها گویای این واقعیت بود که در بارسلونا و در طول دورهٔ زمانی مورد مطالعه خاصیت تناوبی تغییرات الگوهای غیرعادی بارش در مقیاس فصلی به رغم مقیاس ماهانه به خوبی قابل مشاهده است. لورنز[2] و همکاران (۲۰۰۸) فهرستی از الگوهای همدیدی بارش‌های سیلابی در شمال‌شرق شبه جزیره ایبری تهیه کردند. این الگوهای گردشی با به‌کارگیری روش تحلیل مولفه‌های اصلی با استفاده از داده‌های روزانه فشار سطح دریا به دست آمدند. با استفاده از داده‌های ۳۰۴ روز، بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در طی سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ مورد تحلیل قرارگرفت. همچنین، میانگین شاخص نوسان مدیترانه غربی نیز برای به دست آوردن الگوهای همدیدی محاسبه شد. نتایج نشان‌دهنده یک ارتباط واضح بین مقادیر منفی این شاخص و بارش‌های سیلابی در شمال‌شرق ایبری می‌باشد. هوس[3] و همکاران (۲۰۰۸) در پژوهشی شرایط همدیدی مرتبط با میزان بارندگی‌های شدید در یونان را با استفاده از روش‌های آماری چند متغیره شامل تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای بررسی کردند. نتایج آن‌ها ضمن ارائه ۹ ساختار گردشی مختلف متأثر از موقعیت و شدت سامانه‌های همدید جو بالا و سطح زمین، نشان دهندهٔ رابطهٔ الگوهای بارش سنگین با فعالیت چرخندی شدید روی ناحیه گریک[4] در یونان می‌باشد. فدریکو[5] و همکاران (۲۰۰۸) به بررسی الگوهای چرخش جوی وابسته به بارش‌های سنگین روزانه در کالابریای ایتالیای جنوبی طی سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۷ (در یک دورهٔ ۸ ساله) پرداختند. بر اساس یک تحلیل خوشه‌ای که بر روی متغیرهای جوی اعمال شد؛ ۱۱ الگوی جوی حاصل گردید که نشان از ارتباط آشکار هر یک از تیپ‌های گردشی با بارش‌های سنگین روزانه در این منطقه داشت. کارلالیما[6] و همکاران (۲۰۰۹) به بررسی بارشهای سنگین در تابستانهای گرم و مرطوب جنوب شرقی برزیل که منجر به بروز سیل شده است؛ پرداختند. نتایج نشان داد که این رویدادها اکثراً ناشی از دو نوع آشفتگی جوی: جبههٔ سرد (که حدود ۵۳ درصد از رویدادهای بارشی سنگین ناشی از آن است) و منطقهٔ همگرایی آتلانتیک جنوبی (که ٤۸ درصد از رویدادهای بارشی سنگین مرتبط با آن است) می‌باشد. ماتسرانگلو و همکاران (۲۰۱۱) به مطالعه مکانیزم توسعه جریان همرفتی در رخداد بارش‌های سنگین طولانی مدت جنوب شرق ایتالیا پرداختند. روند بارشهای فرین مرتبط با الگوهای سینوپتیک در جنوب شبه جزیره ایبری نیز توسط هیدالگو- مونز و همکاران (۲۰۱۱) مورد بررسی قرار گرفت. در داخل کشور

1 Lana and Borghino
2 lorenz et al
3 Huos et al
4Greek
5 Federico et al
6 Carla Lima

باقری (۱۳۷۲) ضمن بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در شمال ایران به این نتیجه رسید کـه بـارش‌هـای سـیل‌زا نتیجهٔ حضور واچرخندی است که در شمال و شمال شرق دریای خزر مسـتقر شـده اسـت. رودبـاد جنـب‌حـاره نیـز همزمان با بارش‌های شدید در منطقه حضور داشته است.لشکری (۱۳۷۵) بـا مطالعـهٔ الگـوی سـینوپتیکی بـارش‌هـای شدید جنوب‌غرب ایران، معتقد است که این بارش‌ها ناشی از کم‌فشار سودانی و منطقهٔ همگرایی دریای سـرخ اسـت. خوشحال (۱۳۷٦) در بررسی بارش‌های شدید سواحل خزری، استقرار یک مرکـز پرفشـار مهـاجر در غـرب-شـمال-غرب دریای خزر و فرارفت رطوبت دریای خزر توسط جریانـات شـمالی آن را علـت اصـلی بـارش‌هـای شـدید در منطقهٔ خزری دانسته است و در این رابطه شکل‌گیری یک جبهه نسـیم در سـواحل منطقـهٔ خـزری در فصـل پـاییز را عامل اصلی وقوع حداکثر بارش در نوار ساحلی بیان نموده اسـت. نجارسـلیقه (۱۳۸۰) بـا مطالعـهٔ الگـوی سـینوپتیکی بارش‌های تابستانی جنوب‌شرق ایران به این نتیجه رسید که نفـوذ زبانـه‌هـای کـم فشـار سـودانی از سـمت شـرق در سطوح زیرین تروپوسفر باعث انتقال رطوبت اقیانوس هند و خلیج بنگال می‌شـود و چنانچـه شـرایط مسـاعدی بـرای صعود توده‌های مرطوب در لایه‌های میانی تروپوسفر وجود داشته باشد؛ بارش‌های رگباری شـدید حاصـل مـی‌شـود. محمدی (۱۳۸۱) با تحلیل سینوپتیکی بارش‌های ساحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال نتیجه مـی‌گیـرد کـه رخداد بارش‌های سنگین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با حاکمیت پشته بر روی دریای سیاه، شرق تا مرکـز اروپـا، شـرق دریای مدیترانه و حضور ناوه عمیق در شرق دریای سیاه همراه است. عزیزی و صمدی (۱۳۸٦) بـه بررسـی و تحلیـل همدید سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ در استان‌های گیلان و مازندران در نقشه‌های مربوط به وضع هوا از سطح زمـین تـا تـراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۸ روز متوالی پرداختند. بررسی‌های انجام شده بر روی الگوهای فوق نشـان داد کـه وجـود نـاوه عمیق در شمال‌شرق اروپا و امتداد محور آن بر روی دریای خزر، موجب فرارفت هـوای سـرد قطبـی از عـرض‌هـای شمال بر روی دریای خزر گردیده است و حضور واچرخندهای مهاجر در غرب ناوه و چرخند جبهـه‌ای در شـرق آن و در نتیجه هم جهت شدن حرکت واچرخندی با حرکت چرخندی جلوی ناوه باعث تقویت این سامانه شـده اسـت. از سوی دیگر، حرکت نصف‌النهاری قابل ملاحظه جریان‌های سطوح میانی جو موجـب تقویـت تـاوایی شـده اسـت. مفیدی و همکاران (۱۳۸۷) معتقدند بارش پرنمودترین عنصر اقلیمی و پدیدهٔ جـوی منطقـهٔ خـزری اسـت کـه تمـایز بارزی را در مقایسه با سایر مناطق کشور و حتی خاورمیانه از خود نشان می‌دهد و از توزیع زمانی و مکـانی پیچیـده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصر به فرد این منطقه به ویژه قرارگیـری آن بـر جانـب جنـوبی دریـای خـزر، بروز چنین پیچیدگی را در الگوی بارش در پی داشته است که وقوع بـارش‌هـای شـدید از ویژگـی‌هـای ذاتـی اقلـیم سواحل جنوبی دریای خزر محسوب می‌شود. حسینی (۱۳۸۸) به‌منظور بررسی شرایط همدید همراه با بـارش در پهنـهٔ نیمه پربارش خزری (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷: ۱۰۵–۱۱۰) از آمار روزانهٔ بارش در پهنهٔ مورد نظـر و داده‌هـای جـو بالا از تاریخ ۱۳٤۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ بهره گرفته و پایگاه داده‌ای به ابعاد ۱۵۹۹۲×۲۷٦ ایجاد نمود. وی ضـمن بهـره-

گیری از رویکرد محیطی به گردشی با انجام تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام "وارد" بر روی نقشه‌های فشار تراز دریا و ضخامت جو چهار الگوی اصلی برای فشار تراز دریا و چهار الگوی اصلی برای ضخامت جو تعیین کرد. همچنین به بررسی جبهه‌ها، رودبادها و نیز منابع تأمین‌کننده رطوبت و جهت ورود آن‌ها به منطقهٔ مزبور پرداخته است. محمدی و مسعودیان (١٣٨٩) به تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران در آبان ١٣٧٣ پرداختند. نتایج آنان نشان داد که در نقشه‌های فشار تراز دریا الگوی پرفشار اروپا- کم‌فشار عراق در رویداد این بارش‌ها مؤثر بوده است. رضایی بنفشه و همکاران (١٣٩٤) به واکاوی رفتار بارش‌های حدی در ارتباط با عوامل مؤثر بر بارش در غرب و شمال‌غرب پرداختند و به این نتیجه رسیدند که بارش‌های حدی این منطقه در طی ٥٠ سال گذشته دارای روندی کاهشی است که این روند کاهشی در ارتباط با رفتار نمایه‌های دورپیوندی AO، NAO و ENSO و همچنین مراکز فشار تأثیرگذار بر بارش منطقه اعم از پرفشار سیبری، کم فشار سودانی و کم فشار مدیترانه است و سبب کاهش در بارش‌ها در غرب و شمال‌غرب کشور می‌شوند. با توجه به مطالب فوق، به نظر می‌رسد که تاکنون پژوهش چندانی در خصوص بارش‌های حدی و فراگیر در منطقه مطالعاتی از منظر همدید صورت نگرفته است. لذا هدف از انجام این پژوهش، شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های شرقی خزر و شناسایی منابع تأمین‌کننده رطوبت این بارش‌ها با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی می‌باشد.

٢. مواد و روش‌ها

در هر مطالعه همدید نیاز به دو پایگاه داده، یکی پایگاه دادهٔ رویداد محیطی (سطحی) و دیگری پایگاه دادهٔ جوی که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌نمایند، ضرورت می‌یابد. بر این اساس، پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکردی محیطی به گردشی (یارنال، ١٩٩٣، ترجمه مسعودیان، ١٣٨٥: ٩ و ١٠) دارد؛ از دو گروه متغیر تشکیل گردید. یک گروه متغیرها و داده‌های جو بالا مشتمل بر فشار تراز دریا (برحسب هکتوپاسکال)، مولفه‌های باد مداری و باد نصف النهاری (بر حسب متر بر ثانیه)، نم ویژه (بر حسب گرم بر کیلوگرم) و دما (بر حسب کلوین) طی ساعت‌های ٠٠:٠٠، ٠٦:٠٠، ١٢:٠٠ و ١٨:٠٠ گرینویچ در محدوده ٠ تا ٨٠ درجهٔ شمالی و ٠ تا ١٢٠ درجه شرقی با تفکیک مکانی ٢/٥×٢/٥ درجهٔ قوسی که از تارنمای www.cdc.noaa.gov و از پایگاه داده (NCEP/NCAR)[1] وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده آمریکا برداشت شده است و گروه دیگر داده‌های بارش روزانهٔ ٣١ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی کرانه‌های شرقی خزر طی ١٣٤٠/١/١ تا ١٣٨٣/١٠/١١ (١٥٩٩٢ روز) می‌باشد. کرانه‌های شرقی خزر شامل قلمرویی است که نیمه شرقی تودهٔ آبی خزر را در سواحل جنوبی و شرقی آن در ایران در بر می‌گیرد (شکل ١).

1 National Center Environmental/ National Climatic American Research



شکل ۱. موقعیت قلمرو مطالعاتی و ایستگاههای همدید، اقلیمی و باران‌سنجی در کرانه‌های شرقی خزر

در هر مطالعه اقلیمی، میانیابی یکی از گام‌های اصلی پژوهش به نظر می‌رسد، که به یاری آن شناختی را که از راه اندازه-گیری عناصر اقلیمی بر روی نقاط (ایستگاه‌های دیده‌بانی هوا) به دست آورده‌ایم به پهنه‌های بزرگ‌تر بسط می‌دهیم تا علاوه بر کشف رفتار اقلیم در قلمرو مکان، مرز نواحی اقلیمی (مانند تعیین مرز نواحی بارش و یا در تهیه نقشه‌های همبارش) بهتر آشکار شود (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷: ۱۳۷–۱۳۵). بدین ترتیب، با توجه به پایگاه دادهٔ رویداد محیطی، بارش‌های روزانهٔ کرانه‌های شرقی خزر در ۱۵۹۹۲ روز با بهره‌گیری از روش کریجینگ میان‌یابی شد. مبنای محاسبات و انتخاب بارش‌های حدی و فراگیر، داده‌های حاصل از همین میانیابی‌ها است که در هر روز بر روی تک تک یاخته‌ها، وضعیت بارش منطقه را روشن می‌سازد. اطلاعات ۱۰۸ نقطهٔ منطقه در ۱۵۹۹۲ روز موجب آگاهی از میزان بیشینه بارش منطقه، موقعیت مکانی بیشینه بارش، میانگین بارش منطقه، میزان انحراف بارش از میانگین بلندمدت، درصد مساحت زیر بارش منطقه می‌شود. بر اساس این اطلاعات است که می‌توان بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های شرقی خزر را شناسایی و شرایط همدید پدید آورندهٔ آن‌ها را بررسی کرد. بدین منظور، به هنگام میان‌یابی بارش هر روز، پهنهٔ مورد مطالعه به ۱۰۸ یاخته به اندازهٔ ۱۴×۱۴ کیلومتر تبدیل شد که حاصل آن تشکیل آرایه‌ای از پایگاه دادهٔ بارش روزانهٔ کرانه‌های شرقی خزر به ابعاد ۱۰۸ ×۱۵۹۹۲ بود. سپس برای هر روز، بیشینه و درصد پهنهٔ زیر بارش محاسبه و در انتها پایگاه دادهٔ مزبور بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها از بزرگ به کوچک مرتب گردید. به‌منظور بررسی بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های شرقی خزر، از میان شاخص‌هایی که غالباً توسط پژوهشگران برای تعیین بارش‌های حدی مورد استفاده قرار گرفته از شاخص پایهٔ صدک که در حال حاضر رایج‌ترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۳ و ۱۳۴)، استفاده گردید. بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارشی در کرانه‌های شرقی خزر، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۹ ام به‌عنوان روزهای دارای بارش حدی در نظر گرفته شد. به‌این‌ترتیب روزهایی به‌عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه بارش آن‌ها برابر یا بیش از ۶۷/۸ میلی‌متر بود؛ به‌عبارت‌دیگر ۱۰۱ روز از بارش‌های پایگاه دادهٔ مورد بحث که بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها مرتب

شده بود، به‌عنوان روز نمونهٔ مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب گردید. سپس با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی بر روی نقشه‌های فشار تراز دریا تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام "وارد" انجام پذیرفت و برای هر الگوی شناسایی شده یک روز به‌عنوان روز نماینده با بهره‌گیری از ضریب همبستگی با آستانهٔ ۹۵ درصد تعیین گردید. نقشه‌های هر یک از این روزهای نماینده نشان‌دهنده بالاترین همبستگی بین نقشه‌های واقع در آن الگو است. در هر روز، نقشه‌های فشار تراز دریا، ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰–۱۰۰۰ هکتوپاسکال، الگوی گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، توابع جبهه‌زایی و همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۵۰۰، ٦۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم و تحلیل گردید. برای شناسایی توده‌های هوایی که در رخداد بارش‌های بررسی شده نقش داشته‌اند، تابع جبهه‌زایی محاسبه و بررسی شد. در کل هر فرآیندی که منجر به افزایش بزرگی ∇T (شیو دما) شود، فرآیند جبهه‌زا و چنین عملی را جبهه‌زایی می‌نامند. بر اساس تعریفی که از تابع جبهه زایی به دست دادیم می‌توانیم عبارتی ریاضی (که تابع جبهه‌زایی نامیده می‌شود) وضع کنیم (مارتین،۲۰۰٦، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۹: ۲٤۵):

$$\Im = \frac{d\left|\nabla_p \theta\right|}{dt}$$

این عبارت مبین آهنگ لاگرانژی تغییر بزرگی $\nabla_p \theta$ (شیودمای بالقوه روی سطوح هم‌فشار) است.

تابع دو بعدی جبهه‌زایی، معادلهٔ بسیار سودمندی است چون به‌کارگیری آن بر روی نقشه‌های هوا آسان است و ویژگی‌های فیزیکی مهمی را درباره جبهه‌زایی بیان می‌کند. در این روش می‌توان زاویه بین خطوط هم‌آنتروپی و محور گشود میدان دگریختی کل را به‌سرعت تشخیص داد و شدت جبهه‌زایی را خیلی سریع محاسبه کرد. امروزه با وجود رایانه‌های پرسرعت و داده‌های شبکه‌ای حاصل از دیده بانی یا پیش‌بینی می‌توان با سرعت و دقت زیاد و به کمک معادله زیر جبهه‌زایی را محاسبه کرد (مارتین،۲۰۰٦، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۹: ۲۵۰):

$$\Im_{2D} = \frac{1}{\left|\nabla \theta\right|}\left\{(-\frac{\partial \theta}{\partial x})(\frac{\partial u}{\partial x}\frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x}\frac{\partial \theta}{\partial y}) - (\frac{\partial \theta}{\partial y})(\frac{\partial u}{\partial y}\frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\frac{\partial \theta}{\partial y})\right\}$$

در این پژوهش مقدار تابع جبهه‌زایی به کمک رابطه فوق محاسبه و بررسی گردید.

برای شناخت منابع رطوبتی بارش‌های بررسی شده، معادلهٔ همگرایی شار رطوبت محاسبه و ارزیابی گردید. بناکوس و شولز[1] (۲۰۰٤) ضمن بررسی تاریخچه‌ای از مطالعاتی که بر روی همرفت رطوبت انجام شده، به معرفی روش‌های مناسب جهت محاسبه همگرایی شار رطوبت[2] پرداخته‌اند که صورت برداری معادلهٔ مزبور به صورت زیر است:

1 Banacos and Schulta
2 Moisture Flux Convergence(MFC)

$$MFC = -\nabla \cdot (q\vec{V}_h) = -\vec{V}_h \cdot \nabla q - q\nabla \cdot \vec{V}_h,$$

$$\mathrm{MFC} = \underbrace{-u\frac{\partial q}{\partial x} - v\frac{\partial q}{\partial y}}_{\text{جمله وزش}} \quad - \quad \underbrace{q\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)}_{\text{جمله همگرایی}}$$

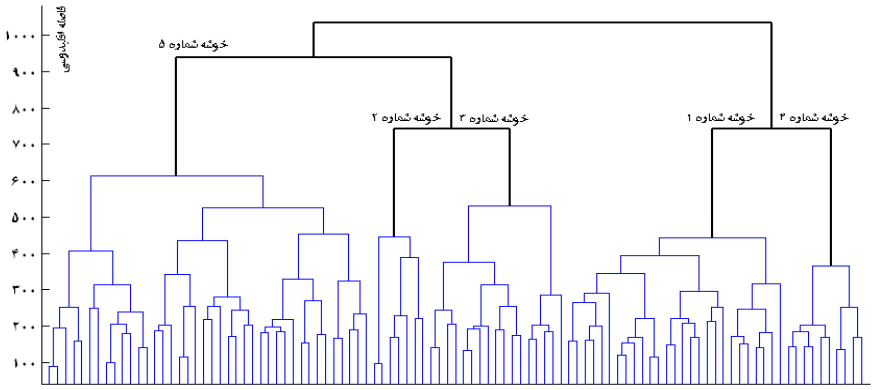
که در آن:

$-\nabla \cdot (q\vec{V}_h)$: همگرایی شار رطوبت، $-\vec{V}_h \cdot \nabla q$: وزش رطوبتی، $q\nabla \cdot \vec{V}_h$: همگرایی رطوبت، q: رطوبت ویژه، x و y: متغیرهای مستقل مکانی؛ u و v: مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد می‌باشد.

۳. بحث و نتایج

تحلیل الگوهای فشار تراز دریا

در این پژوهش با بهره‌گیری از روش ادغام وارد و فاصلهٔ اقلیدوسی بر روی نقشه‌های فشار تراز دریا، با آرایه‌ای به ابعاد ۱۶۱۷×۱۰۸ تحلیل خوشه‌ای انجام گرفت. ابتدا نمودار شاخه درختی کل نقشه‌های فشار تراز دریا ترسیم شد و مجدداً نقشه‌ها به پنج گروه مجزا طبقه‌بندی شدند. در این نمودار، بر روی محور افقی، نقشه‌های فشار تراز دریا برای ۱۰۸ روز رویداد بارشی مورد مطالعه قرار دارند و محور عمودی، فاصلهٔ اقلیدسی جهت محاسبهٔ درجهٔ همانندی و چگونگی ادغام به روش "وارد" را نشان می‌دهد (شکل ۲).



شکل ۲. دارنمای (نمودار خوشه‌ای) فشار تراز دریا در کرانه‌های شرقی خزر

الگوی شماره ۱

در طی حاکمیت الگوی شماره یک، هسته پرفشاری با کانون مرکزی ۱۰۲۳ هکتوپاسکال در شمال غرب دریای سیاه و مرکز اروپا و هسته‌های پرفشار دیگری نیز بر روی فلات تبت و مابین دریاچه‌های بایکال و بالخاش با کانون

مرکزی ۱۰۲۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. این سامانه‌های پرفشار زبانه‌های خود را تا شمال‌شرق ایران گسترش داده‌اند. به نظر می‌رسد کرانه‌های جنوبی پهنه آبی خزر مرز میان این زبانه‌های پرفشار می‌تواند قلمداد شود. مقدار فشار در کرانه‌های شرقی خزر در زمان رخداد این الگوی گردشی حدود ۱۰۱٤ هکتوپاسکال است. در عین حال، در زمان استیلای این الگوی گردشی بخش قابل توجهی از گستره جغرافیایی ایران تحت سیطره کم‌فشاری در جنوب شرق ایران است که زبانه‌های آن تا غرب ایران امتداد یافته است (شکل ۳). در زمان حاکمیت الگوی شماره یک، میانگین بارش کرانه‌های شرقی خزر معادل ۱۵/٦٥ میلی‌متر و میانگین حجم آب حاصل از بارش ٤٥٨٢/٥٧ میلیون متر مکعب است. بیشترین درصد فراوانی این الگو در مهرماه می‌باشد (۹ درصد). حدود ۲۷ درصد بارش‌های پهنهٔ مورد مطالعه در زمان استقرار این الگو رخ داده و با حاکمیت این الگو ۱۳/٥٤ درصد از پهنهٔ مطالعاتی بارش دریافت کرده است (جداول ۱ و ۲ و شکل ۹).

الگوی شماره ۲

در این الگوی گردشی پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۳٦ هکتوپاسکال بین دریاچه‌های بایکال و بالخاش بر روی غرب مغولستان متمرکز است. در عین حال، هسته دیگری از این سامانه پرفشار نیز با فشار مرکزی ۱۰۳۲ هکتوپاسکال بخش‌های شمالی دو پهنه آبی خزر و دریای سیاه را در بر می‌گیرد. در این الگوی گردشی همانند الگوی شماره یک نیز چند هسته پرفشار بر روی فلات تبت با فشار مرکزی ۱۰۳۲ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. پرفشار سیبری در این الگو با محور شرقی– غربی علاوه بر آسیا بر روی بخش‌هایی از اروپا نیز قلمرو خویش را گسترش می‌دهد. بر این اساس زبانه غربی آن پس از عبور از روی دریاچه آرال و دریای خزر تا شمال‌غربی دریای سیاه کشیده می‌شود. بررسی این الگوی گردشی نشان می‌دهد که آرایش مکانی پرفشار سیبری از یک سو به آرایش کم‌فشارهای جنب قطبی و از سوی دیگر به فلات تبت و پامیر بستگی دارد. در طی حاکمیت این الگو مقدار فشار در کرانه‌های شرقی خزر ۱۰۲۲ هکتوپاسکال می‌باشد. در زمان استیلای این الگوی گردشی گستره جغرافیایی ایران تحت سیطره پرفشارهای واقع در شرق و شمال‌شرقی کشور است (شکل ٤). در زمان استقرار این الگوی گردشی میانگین بارش منطقه مورد بررسی ١٦/٨٢ میلی‌متر، مساحت زیر پهنهٔ بارش ۸٥/۹۷ درصد و میانگین حجم آب حاصل از بارش معادل ۳۱۲۷۱/٥۲ میلیون متر مکعب می‌باشد (جدول ۱). زمان رخداد بارش‌ها عمدتاً در فصل پاییز است. بیشترین درصد فراوانی این الگو در آبان‌ماه (۳ درصد) می‌باشد و حدود ۷ درصد بارش‌های پهنهٔ مورد مطالعه در زمان استقرار این الگو رخ است (جداول ۱ و ۲ و شکل ۹).

الگوی شماره ۳

در این الگو نیز هسته‌های پرفشار بر روی فلات تبت و مابین دریاچه‌های بایکال و بالخاش حضوری آشکار دارند و تا شرق دریاچهٔ بالخاش و غرب فلات تبت پیشروی نموده‌اند. در عین حال، پرفشار مستقر بر روی دریای سیاه نیز با فشار مرکزی

۱۰۲٤ هکتوپاسکال محدودهٔ گسترده‌ای را از شمال‌غربی ایتالیا تا شرق دریاچهٔ آرال در برگرفته و از سمت جنوب تا کرانه‌های شرقی خزر پیشروی نموده است. البته نوار جنوبی خزر در این الگو دارای فشاری معادل با ۱۰۱٦ هکتوپاسکال می‌باشد. در زمان رخداد این الگوی گردشی نیمه جنوبی کشور تحت سیطره کم‌فشاری موسوم به گنگ است که هسته‌های مرکزی آن بر روی شبه قاره هند استقرار دارند و زبانه آن ضمن گسترش به سوی غرب تمامی قلمرو جنوب‌شرقی ایران را در بر می‌گیرد (شکل ٤). در زمان حاکمیت این الگو میانگین بارش کرانه‌های شرقی خزر ۱٤/۰۸ میلی‌متر و میانگین حجم آب حاصل از بارش معادل ۲٦۷۰۱/۰۸ میلیون متر مکعب است. بیشترین درصد فراوانی این الگو در ماه‌های شهریور و مهر می‌باشد (٦ درصد). حدود ۱۷ درصد بارش‌های پهنهٔ مورد مطالعه در زمان استقرار این الگو رخ داده و با حاکمیت این الگو ۸۷/٦۹ درصد از پهنهٔ مطالعاتی بارش دریافت کرده است (جداول ۱ و ۲ و شکل ۹).

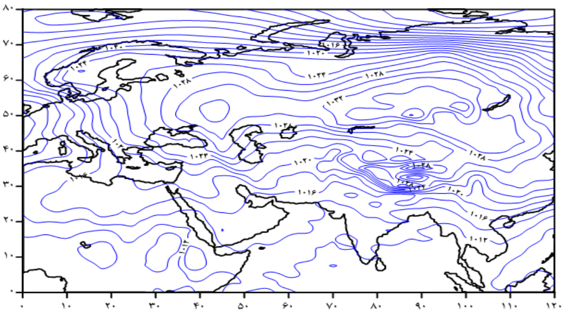
الگوی شماره ٤

از بارزترین چهره‌های عمومی جو در این الگو کم‌فشار گنگ با محور تقریباً شرقی– غربی است. کم‌فشار گنگ در این الگو دارای کانونی با فشار مرکزی ۹۹۸ هکتوپاسکال بر روی شرق پاکستان است. این سامانه کم‌فشار که به سبب پدید آمدن گرمایش شدید بر اثر کسب انرژی تابشی زیاد در سطح زمین ایجاد می‌شود؛ گسترشی به سوی غرب دارد؛ به گونه‌ای که زبانه‌های آن در این الگو تقریباً تمامی ایران را به استثناء قلمروهای شمالی و شمال‌غربی فرا می‌گیرد. در عین حال، زبانه‌ای از این کم‌فشار کم‌ضخامت نیز با عنوان فرود خلیج فارس تا شرق مدیترانه گسترش می‌یابد که حکایت از گستردگی مکانی این کم‌فشار به طرف غرب دارد. جریان پادساعتگرد هوا در این سامانه، رطوبت دریاهای جنوبی را به درون خشکی می‌راند و شرایط شرجی را در کرانه‌های جنوبی ایران پدید می‌آورد. در زمان حاکمیت این الگو مقدار فشار در کرانه‌های شرقی خزر ۱۰۰۸ هکتوپاسکال می‌باشد (شکل ٦). در زمان استقرار این الگوی گردشی میانگین بارش منطقه مورد بررسی ۱۵/۲٦ میلی‌متر، مساحت زیر پهنهٔ بارش ۸٦/۸۵ درصد و میانگین حجم آب حاصل از بارش معادل ۲۸٦٦۱/٦۰ میلیون متر مکعب می‌باشد. بیشترین درصد فراوانی این الگو در مردادماه (۵ درصد) می‌باشد و حدود ۱۰ درصد بارش‌های پهنهٔ مورد مطالعه در زمان استقرار این الگو رخ است (جداول ۱ و ۲ و شکل ۹). بازه زمانی بارش‌ها در این الگو اردیبهشت تا مرداد است.

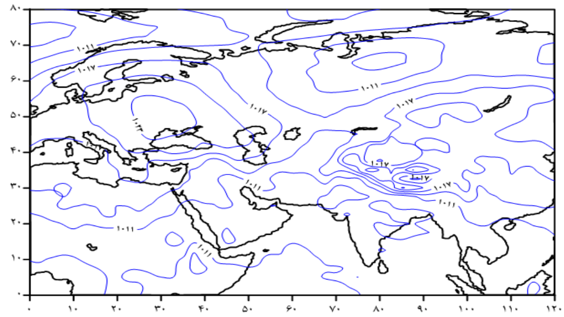
الگوی شماره ۵

در زمان استقرار این الگوی گردشی هسته‌های پرفشار در شرق و شمال غرب ایران حضوری آشکار دارند. در این ارتباط، زبانه‌های هسته‌های پرفشار مستقر در شرق که بر روی فلات تبت مشاهده می‌شود تا حدفاصل دریاچه‌های بالخاش و آرال در جنوب این دو پهنه‌های آبی کشیده شده است. در هنگام حاکمیت این الگو کانون پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۲۸ هکتوپاسکال بین دریاچه‌های بایکال و بالخاش متمرکز می‌باشد و زبانه غربی آن تا شمال دریاچه آرال کشیده شده است. در عین حال، در این الگو هسته پرفشار دیگری نیز با فشار مرکزی ۱۰۲٤ هکتوپاسکال در محدودهٔ بین دریای سیاه و دریای خزر (منطقه

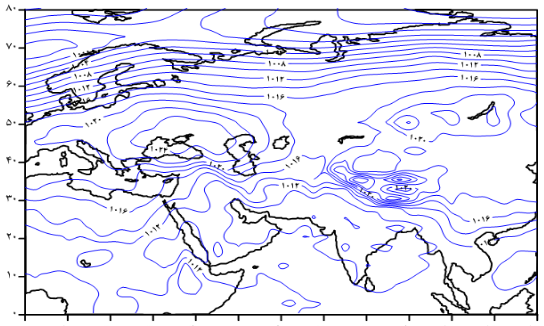
آذربایجان) مستقر بوده که زبانه‌های شرقی آن پهنه آبی خزر را در بر می‌گیرد. مقـدار فشـار در کرانـه‌هـای شـرقی خـزر در زمـان استیلای این الگوی گردشی حدود ۱۰۱۶ هکتوپاسکال می‌باشد. نکته درخور توجه دیگر ایـن اسـت کـه در زمـان اسـتقرار ایـن الگوی گردشی تمامی پهنه جغرافیایی ایران تحت سیطرهٔ کم‌فشار بوده که کانون‌های آن در شرق و غرب دریـای سـرخ بـا فشـار مرکزی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال نمودی آشکار دارند (شکل ۷). این سامانه کم‌فشار دارای جهت حرکتی از جنوب بـه سـوی شـمال اسـت و بـه دلیل وجـود منبع غنی رطوبت (دریای سرخ) شرایط کسب رطوبت به درون سامانه را به بهترین شکل دارا می‌باشـد. در زمان حاکمیت این الگو میانگین بارش کرانه‌های شرقی خزر ۱۴/۸۴ میلی‌متر و میـانگین حجـم آب حاصـل از بـارش معـادل ۲۶۱۰۴/۴۳ میلیون متر مکعب است. بیشترین درصد فراوانی این الگو به ترتیب در ماههای مهر، آبان و آذر مـی‌باشـد (جـدول ۱). حدود ۴۰ درصد بارش‌های پهنهٔ مورد مطالعه در زمان استقرار این الگـو رخ داده و بـا اسـتقرار ایـن الگـو ۸۱/۳۴ درصـد از پهنـهٔ مطالعاتی بارش دریافت کرده است (جداول ۱ و ۲ و شکل ۹). بررسی درصد فراوانی الگوهای فشار تراز دریا در طول سال نشـان می‌دهد که فراوانی این الگوهای گردشی به ترتیب در ماههای مهر، آبان و شهریور نسبت به دیگر ماه‌ها بیشتر می‌باشد (شکل ۸).



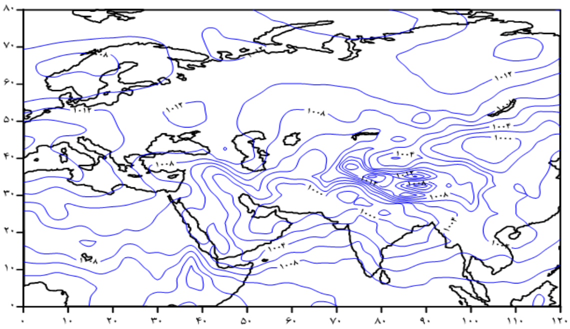
شکل ۳. الگوی شماره ۱ فشار تراز دریا بر حسب هکتوپاسکال



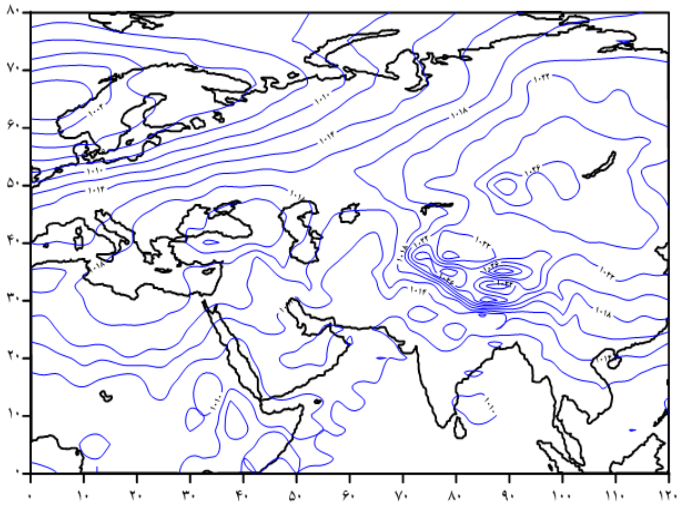
شکل ٤. الگوی شماره ۲ فشار تراز دریا بر حسب هکتوپاسکال



شکل ۵. الگوی شماره ۳ فشار تراز دریا بر حسب هکتوپاسکال



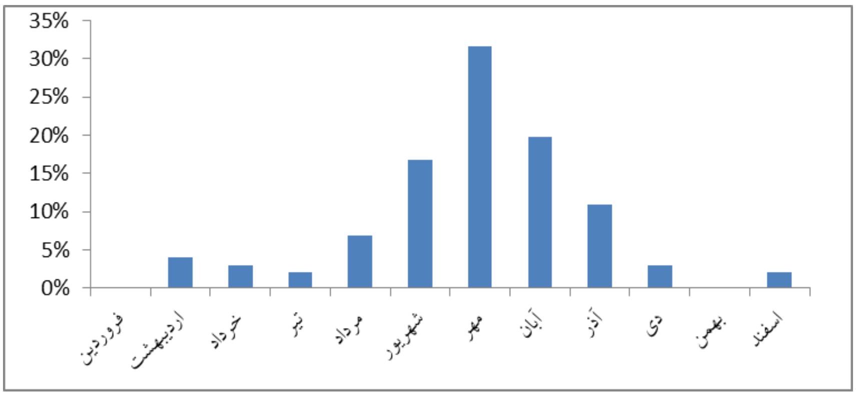
شکل ٦. الگوی شماره ٤ فشار تراز دریا بر حسب هکتوپاسکال



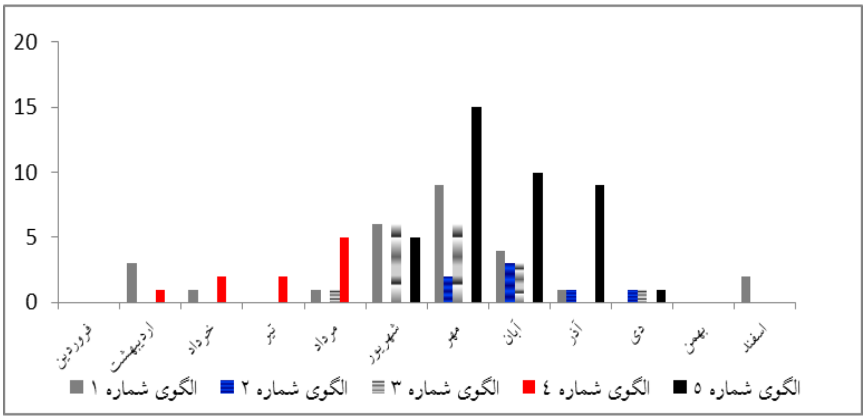
شکل ۷. الگوی شماره ۵ فشار تراز دریا بر حسب هکتوپاسکال

جدول ۱. ویژگی‌های الگوهای فشار تراز دریا و نقش آن در بارش کرانه‌های شرقی خزر

الگوی فشار تراز دریا	میانگین بارش منطقه (میلی‌متر)	انحراف از میانگین بارش	مساحت زیرپهنه بارش (درصد)	میانگین حجم بارش الگو در منطقه (میلیون متر مکعب)
الگوی شماره ۱	۱۵/۶۵	۲/۰۲	۱۳/۵۴	۴۵۸۲/۵۷
الگوی شماره ۲	۱۶/۸۲	۱۴/۶۳	۸۵/۹۷	۳۱۲۷۱/۵۲
الگوی شماره ۳	۱۴/۰۸	۱۲/۰۰۸۹	۸۷/۶۹	۲۶۷۰۱/۰۸
الگوی شماره ۴	۱۵/۲۶	۱۴/۰۱۳	۸۶/۸۵	۲۸۶۶۱/۶۰
الگوی شماره ۵	۱۴/۸۴	۱۲/۳۸	۸۱/۳۴	۲۶۱۰۴/۴۳



شکل ۸. درصد فراوانی الگوهای فشار تراز دریا در طول سال



شکل ٩. فراوانی بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های شرقی خزر

جدول ٢. فراوانی روزهای بارش حدی و فراگیر بارش کرانه‌های شرقی خزر در زمان رخداد الگوهای فشار تراز دریا

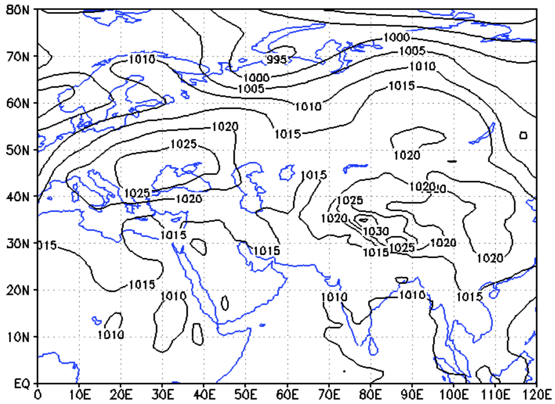
الگوهای فشار تراز دریا	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	جمع (درصد)
الگوی شماره ١	–	٣	١	–	١	٦	٩	٤	١	–	–	٢	٢٦/٧٣
الگوی شماره ٢	–	–	–	–	–	–	٢	٣	١	١	–	–	٦/٩٣
الگوی شماره ٣	–	–	–	–	١	٦	٦	٣	–	١	–	–	١٦/٨٣
الگوی شماره ٤	–	١	٢	٢	٥	–	–	–	–	–	–	–	٩/٩٠
الگوی شماره ٥	–	–	–	–	–	٥	١٥	١٠	٩	١	–	–	٣٩/٦٠
مجموع رخداد بارش	–	٤	٣	٢	٧	١٧	٣٢	٢٠	١١	٣	–	٢	١٠٠
درصد رخداد بارش	٪٠	٪٣/٩٦	٪٢/٩٧	٪١/٩٨	٪٦/٩٣	٪١٦/٨٣	٪٣١/٦٨	٪١٩/٨٠	٪١٠/٨٩	٪٢/٩٧	٪٠	٪١/٩٨	١٠٠

تحلیل روزهای نماینده

بر اساس پنج الگوی فشار تراز دریا حاصله از انجام تحلیل خوشه‌ای و بـا محاسـبهٔ ضـریب همبسـتگی، روزهـای نماینده هر الگو که بیشترین همبستگی را با روزهای واقع در آن الگو دارنـد تعیـین گردیدنـد. بـرای الگوهـای اول تـا پنجم روزهای نماینده به ترتیب عبارتنـد از: ١٣٦٦/٧/١٣، ١٣٧٣/٧/٢٧، ١٣٤٦/٧/٢٩، ١٣٤٦/٣/١٥ و ١٣٨٣/٩/١٢ کـه در این نوشتار به اختصار به بررسی روز نماینده الگوی شماره ٣ فشار تراز دریـا (١٣٤٦/٧/٢٩) بـه‌عنـوان نمونـه پرداختـه می‌شود.

روز نمایندهٔ الگوی شماره ۳ فشار تراز دریا (۱۳٤٦/۷/۲۹)

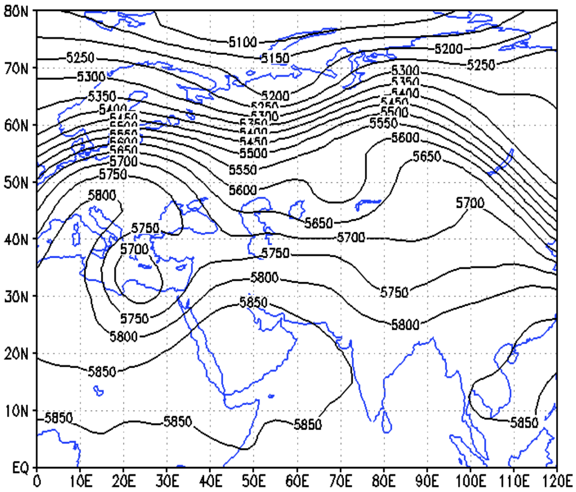
الگوی فشار تراز دریا: در زمان حاکمیت این الگو هستهٔ پرفشاری با کانون مرکزی ۱۰۳۰ هکتوپاسکال بر روی فلات تبت مشاهده می‌شود که زبانه‌های آن‌ها تا شمال افغانستان گسترش یافته است. در عین حال، مابین دریاچه‌های بالخاش و بایکال نیز یک هستهٔ پرفشار با کانون مرکزی ۱۰۲۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود. از سوی دیگر در شمال دریای سیاه نیز سامانه پرفشاری با کانون مرکزی ۱۰۲۵ هکتوپاسکال استقرار دارد که زبانه‌های آن تا غرب توده آبی خزر گسترده شده است. منحنی هم‌فشار ۱۰۱۵ هکتوپاسکال که حد بیرونی این سامانه‌های پرفشار را تشکیل می‌دهد ضمن عبور از کرانه‌های شرقی خزر بخش‌های وسیعی از ایران را بویژه در نیمه غربی کشور در بر می‌گیرد. در این زمان، گستره وسیعی از شمال افریقا تا شرق دریای سرخ زیر سیطرهٔ کم‌فشاری است که کانون اصلی آن بر روی سودان مستقر بوده و میزان فشار مرکزی آن ۱۰۱۰ هکتوپاسکال می‌باشد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. آرایش ایزوباری برای روز نماینده الگوی شماره ۳ بر حسب هکتوپاسکال (تاریخ ۱۳٤٦/۷/۲۹)

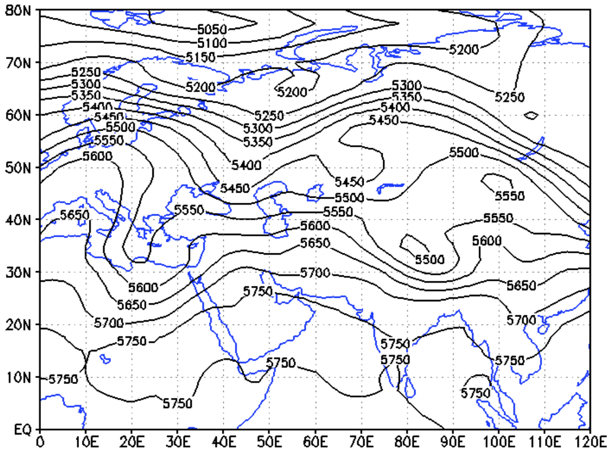
تحلیل الگوی گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال: الگوی گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این روز استقرار فرودی عمیق بر روی شرق مدیترانه را آشکار می‌سازد که محور آن از غرب دریای سیاه تا لیبی گذر می‌نماید. در مرکز فرود مزبور یک سردچال نمودی آشکار دارد. بر اساس الگوی گردشی مورد بحث و بویژه آرایش جریانهای جوی سرزمین‌های شمال مدیترانه واقع در اروپا شاهد یک آرایش فرازی است. از این رو، هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی دریای سیاه و بخش‌های شرقی مدیترانه سرازیر شده، در برخورد با هوای گرم و مرطوب این دو پیکره آبی شرایط تشکیل جبهه را فراهم آورد. در عین حال استقرار و حاکمیت فرود بر روی شرق مدیترانه شرایط دینامیکی ناپایداری را آماده می‌سازد، در نتیجه همراه با ناپایداری حاصل از ناپیوستگی جبهه‌ای امکان تشکیل سامانه‌های باران‌زا مهیا می‌شود. در زمان رخداد این الگوی گردشی با استقرار ناوهٔ مزبور بر روی شرق مدیترانه و به لحاظ قرارگیری

ایران در نیمهٔ شرقی این موج بلند، شرایط ناپایداری بر نیمه شمالی کشور از جملـه منطقـهٔ مطالعـاتی حـاکم مـی‌شـود (شکل ۱۱).

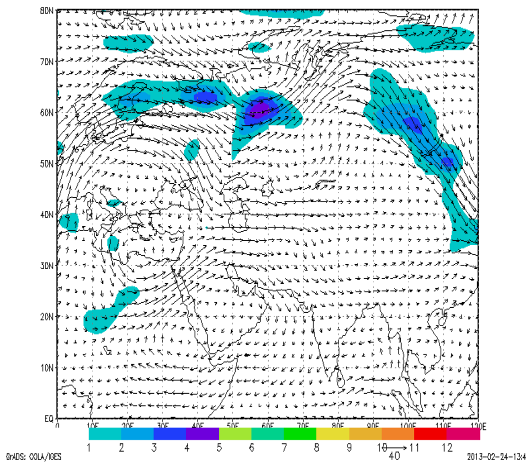


شکل ۱۱. الگوی گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روز نماینده الگوی شماره ۳ تاریخ ۱۳٤٦/۷/۲۹

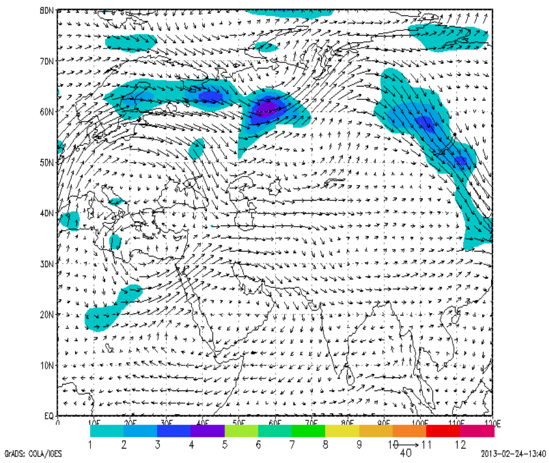
تحلیل الگوی ضخامت جو تراز ۵۰۰ – ۱۰۰۰ هکتوپاسکال: بررسی الگوی ضخامت جو در این روز نیـز فـرود عمیقی را بر روی شرق مدیترانه آشکار می‌سازد. در این شرایط بخش‌های شمالی مدیترانه شـاهد یـک الگـوی فـرازی است. از این رو هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی دریای سیاه و بخش‌های شرقی مدیترانه سـرازیر شـده و در تصـادم با هوای گرم و مرطوب این پیکره‌های آبی امکان تشکیل جبهه را فراهم آورد. در عین حال، در زمان استقرار ایـن الگـو فرود عمیقی نیز در شمال‌غربی دریای خزر دیده می‌شود. در مجموع، تحلیل نقشه ضخامت جو در ایـن روز حـاکی از آن است که ریزش هوای سرد از عرض‌های بالاتر و برخورد آن با هـوای گـرم و مرطـوب پهنـه‌هـای آبـی مدیترانـه، دریای سیاه و خزر و حرکات شرق سوی ناوه‌های مزبور می‌تواند زمینه را برای رخداد بارش‌هـای حـدی و فراگیـر در منطقهٔ مطالعاتی مهیا نماید (شکل ۱۲). **تحلیل تابع جبهه زایی در ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال:** مراکـز بیشـینهٔ فعالیت جبهه‌زایی در تاریخ ۱۳٤٦/۷/۲۹ در ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال عمدتاً بر روی روسیه، اروپـای شـمالی و شمال دریای سیاه دیده می‌شود. تحلیل تابع جبهه‌زایی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان از انتقال هوای سـرد از منـاطق فوق در قالب حرکات واچرخندی به پهنه آبی خزر در این روز دارد. جهت این جریانات شمال غرب- جنـوب شـرق می‌باشد و سرعت باد به بیش از ۲۰ متر بر ثانیه می‌رسد. در عین حال، هـوای گـرم و مرطـوب مدیترانـه نیـز در قالـب جریانی واچرخندی از نیمهٔ شرق مدیترانه به پهنه آبی خزر ورود می‌نماید. جهت این جریانات جنوب غـرب- شـمال شرق می‌باشد و سرعت باد نیز کماکان بیش از ۲۰ متر بر ثانیه است (شکل‌های ۱۳ و ۱٤).



شکل ۱۲. آرایش ضخامت جو بر حسب متر برای روز نماینده الگوی شماره ۳ در تاریخ ۱۳٤٦/۷/۲۹



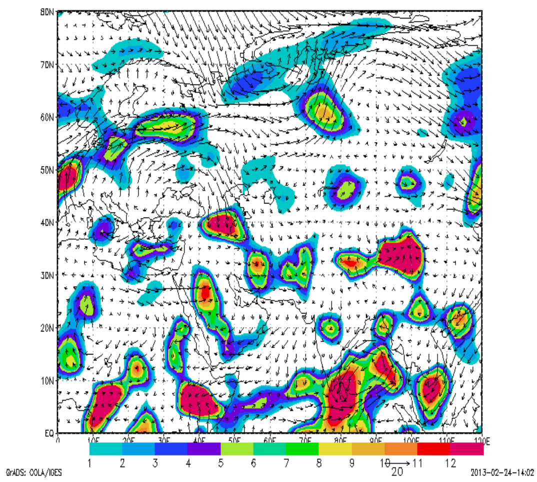
شکل ۱۳. تابع جبهه زایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب[10^{-10} k.m $^{-1}$ s. $^{-1}$] در تاریخ ۱۳٤٦/۷/۲۹(بردارها، نماینده سمت و سرعت باد هستند.)



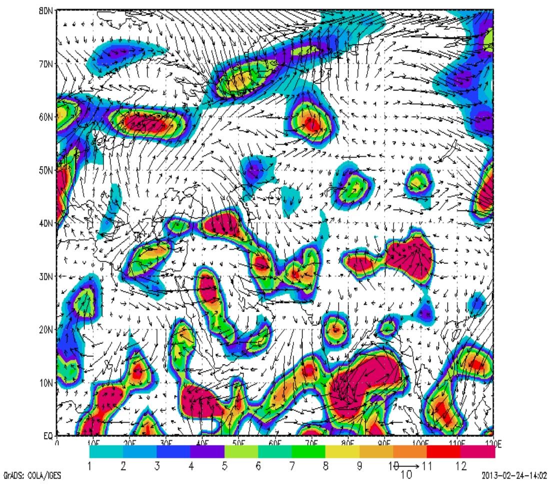
شکل ۱٤. تابع جبهه زایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برحسب [10^{-10} k.m $^{-1}$ s. $^{-1}$]در تاریخ ۱۳٤٦/۷/۲۹(بردارها، نماینده سمت و سرعت باد هستند.)

تحلیل تابع همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال: در ارزیابی معادلهٔ همگرایی شار رطوبت و شناخت منابع رطوبتی بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های شرقی خزر، تابع همگرایی شار رطوبت در شش تراز ۵۰۰، ٦۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تحلیل گردید. بررسی نقشه‌های همگرایی شار رطوبت در این ترازها نشان داد که ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال اهمیت زیادی در تأمین رطوبت برای بارش در منطقهٔ مورد نظر دارد. نقشه همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال در روز ۱۳٤٦/۷/۲۹ نشان از نمود آشکار کانون رطوبتی قوی بر روی

نیمه جنوبی دریای خزر و جنوب‌شرقی دریای سیاه دارد که با دو هستهٔ رطوبتی موجود بر روی شرق کشور و افغانستان و پاکستان ادغام شده است. در این روز همگرایی شار رطوبت مابین دو پهنه آبی خزر و دریای سیاه بسیار شدید بوده، به گونه‌ای که نسبت به مناطق اطراف خود به صورت یک هستهٔ بیشینهٔ کاملاً مشخص است. بردارهای باد وزش نسبتاً شدیدی (سرعت ۱۵-۱۰متر در ثانیه) را از روی قسمت‌های شمالی دریاهای سیاه و خزر نشان می‌دهند. در این روز، همگرایی شار رطوبت به جهت تزریق از توده‌های آبی دریاهای سیاه و خزر در قالب یک حرکت واچرخندی منجر به ایجاد هسته‌ای بیشینه فوق شده و رطوبت از سوی دریای سیاه و خزر به منطقه وارد می‌شود (شکل ۱۵). در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با توجه به جهت جریانات جوی کانون‌های رطوبتی شمال دریای خزر و جنوب‌شرق دریای سیاه (که با هسته رطوبتی روی مدیترانه شرقی، ترکیه و منبع رطوبتی شرق کشور، افغانستان و پاکستان ادغام گشته) در تأمین رطوبت بارش‌های منطقهٔ مطالعاتی مؤثر می‌باشند (شکل ۱۶).



شکل ۱۵. تابع همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال بر حسب [10^{-5} g.kg^{-1} .s^{-1}]در تاریخ ۱۳٤٦/۷/۲۹



شکل ۱٦. تابع همگرایی شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب [10^{-5} g.kg^{-1} .s^{-1}]در تاریخ ۱۳٤٦/۷/۲۹

٤. نتیجه‌گیری

تحلیل الگوهای همدید بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های شرقی خزر نشان از این دارد که رخداد این بارش‌ها در پهنه مطالعاتی متأثر از استقرار ۵ الگوی گردشی در فشار تراز دریا است. الگوی شمارهٔ ۱ حکایت از استقرار سامانه‌های پرفشار قوی در شمال‌غرب دریای سیاه، مرکز اروپا و در عین حال بر روی فلات تبت و مابین دریاچه-های بایکال و بالخاش دارد. با حاکمیت این الگو ۱۳/۵٤ درصد از پهنهٔ مطالعاتی بارش دریافت کرده و میانگین حجم آب حاصل از بارش ٤۵۸۲/۵۷ میلیون متر مکعب است. روز نماینده این الگو ۱۳٦٦/۷/۱۳ و بیشترین درصد فراوانی

این الگو در مهرماه می‌باشد. در زمان استقرار الگوی شمارهٔ ۲ پرفشار سیبری بین دریاچه‌های بایکال و بالخاش بر روی غرب مغولستان متمرکز است. زبانه غربی این پرفشار پس از عبور از روی دریاچه آرال و دریای خزر تا شمال‌غربی دریای سیاه کشیده می‌شود. در این الگوی گردشی نیز چند هسته پرفشار بر روی فلات تبت مشاهده می‌شود. با حاکمیت این الگو ۸۵/۹۷ درصد از پهنهٔ مطالعاتی بارش دریافت کرده و میانگین حجم آب حاصل از بارش ۳۱۲۷۱/۵۲ میلیون متر مکعب است. روز نماینده این الگو ۱۳۷۳/۷/۲۷و بیشترین درصد فراوانی این الگو در آبان‌ماه می‌باشد. در الگوی شماره ۳ پرفشار مستقر بر روی دریای سیاه نیز محدودهٔ گسترده‌ای را از شمال‌غربی ایتالیا تا شرق دریاچهٔ آرال در برگرفته و از سمت جنوب تا کرانه‌های شرقی خزر پیشروی نموده است. در این الگو همچنان هسته‌های پرفشار بر روی فلات تبت و مابین دریاچه‌های بایکال و بالخاش حضوری آشکار دارند. با حاکمیت این الگو ۸۷/۶۹ درصد از پهنهٔ مطالعاتی بارش دریافت کرده و میانگین حجم آب حاصل از بارش معادل ۲۶۷۰۱/۰۸ میلیون متر مکعب است. روز نماینده این الگو ۱۳۴۶/۷/۲۹ و بیشترین درصد فراوانی این الگو در ماه‌های شهریور و مهر می‌باشد. در الگوی شماره ٤ کم‌فشار گنگ بر روی شرق پاکستان متمرکز است و زبانه‌های آن تقریباً تمامی ایران را به استثناء قلمروهای شمالی و شمال‌غربی فرا می‌گیرد. در زمان استقرار این الگوی گردشی مساحت زیر پهنهٔ بارش ۸۶/۸۵ درصد و میانگین حجم آب حاصل از بارش معادل ۲۸۶۶۱/۶۰ میلیون متر مکعب می‌باشد. روز نماینده این الگوی گردشی ۱۳۴۶/۳/۱۵ و بیشترین درصد فراوانی این الگو در مردادماه می‌باشد. در زمان استقرار الگوی ۵ کانون پرفشار سیبری بین دریاچه‌های بایکال و بالخاش متمرکز می‌باشد و زبانه غربی آن تا شمال دریاچه آرال کشیده شده است. در عین حال، در این الگو هسته پرفشار دیگری نیز در محدودهٔ بین دریای سیاه و دریای خزر (منطقه آذربایجان) مستقر بوده که زبانه‌های شرقی آن پهنه آبی خزر را در بر می‌گیرد. در زمان حاکمیت این الگو ۸۱/۳٤ درصد از پهنهٔ مطالعاتی بارش دریافت کرده و میانگین حجم آب حاصل از بارش معادل ۲۶۱۰٤/٤۳ میلیون متر مکعب است. روز نماینده این الگوی گردشی ۱۳۸۳/۹/۱۲ و بیشترین درصد فراوانی این الگو به ترتیب در ماه‌های مهر، آبان و آذر می‌باشد. در میان الگوهای فوق با وجود این که بیشترین میزان فراوانی در الگوی شماره پنج مشاهده می‌شود، اما بیشترین میزان بارش در الگوی شماره دو اتفاق افتاده است. اوج بارش‌ها شهریور، مهر، آبان و آذر بویژه مهرماه است. در مجموع، الگوهای فشار تراز دریا نشان از نمود آشکار پرفشار بر روی دریای سیاه در اغلب الگوها دارد. بررسی الگوی ضخامت جو نیز نشانگر دو فرود عمیق بر روی شرق مدیترانه و شمال‌غربی دریای خزر است. از این رو هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی دریای سیاه، بخش‌های شرقی مدیترانه و دریای خزر سرازیر شده و در تصادم با هوای گرم و مرطوب این پیکره‌های آبی امکان رخداد بارش‌های حدی و فراگیر در منطقه مطالعاتی فراهم آورد. بررسی تابع همگرایی شار رطوبت نیز آشکار ساخت که رطوبت بارش‌های حدی و فراگیر منطقه عمدتاً توسط

جریان‌های بادی که از روی دریای خزر می‌وزند تأمین می‌شود و در درجه دوم، دریاهای مجاور خزر همچون سیاه و مدیترانه در تغذیه رطوبت این بارش‌ها مؤثرند. این موضوع با تحقیقات حسینی (۱۳۸۸) نیز منطبق است.

کتابنامه

باقری، سعید؛ ۱۳۷۲. بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در شمال ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی. موسسه ژئوفیزیک. دانشگاه تهران.

جانباز قبادی، غلامرضا؛ مفیدی، عباس؛ زرین، آذر؛ ۱۳۹۰. شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر. جغرافیا و برنامه ریزی محیطی. شماره ۴۲، صص ۴۰-۲۳.

حسینی، سید محمد؛ ۱۳۸۸. شناسایی شرایط همدید همراه با بارش در پهنهٔ نیمه پربارش خزری، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد اقلیم شناسی. دانشگاه اصفهان.

خوشحال دستجردی، جواد؛ ۱۳۷۶. تحلیل و ارائه یک مدل سینوپتیک- کلیماتولوژی برای بارشهای بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر. رساله دوره دکتری اقلیم شناسی. دانشگاه تربیت مدرس.

رضایی بنفشه، مجید؛ نجفی، محمد سعید؛ نقی‌زاده، حبیبه؛ آب خرابات، شعیب؛ ۱۳۹٤. واکاوی رفتار بارش‌های حدی در ارتباط با عوامل مؤثر بر بارش در غرب و شمال‌غرب. جغرافیا و مخاطرات محیطی. شماره ۱۳، صص ۱۵۳-۱۳۳.

عزیزی، قاسم؛ صمدی، زهرا؛ ۱۳۸٦. تحلیل الگوی سینوپتیکی سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ استان‌های گیلان و مازندران. پژوهش‌های جغرافیای. شماره ٦۰، صص ۷٤-٦۱.

علیجانی، بهلول؛ ۱۳۸۵. اقلیم شناسی سینوپتیک. تهران: انتشارات سمت.

لشکری، حسن؛ ۱۳۷۵. الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب‌غرب ایران. پایان نامه دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

محمدی، بختیار؛ مسعودیان، ابوالفضل؛ ۱۳۸۹. تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران. جغرافیا و توسعه. شماره ۱۹، صص ۷۰-٤۷.

مسعودیان، سید ابوالفضل؛ ۱۳۹۰. آب و هوای ایران. مشهد: انتشارات شریعه توس.

مفیدی، عباس؛ زرین، آذر؛ ۱۳۸٤. بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران. تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۷، صص ۱۳٦-۱۱۳.

مفیدی، عباس؛ زرین، آذر؛ جانباز قبادی، غلامرضا؛۱۳۸۷. تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید زمستانه و مقایسه آن با الگوی بارش-های شدید پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، اولین کنفرانس بین‌المللی تغییرات زیست محیطی منطقه خزری، ۳ تا ٤ شهریورماه ۱۳۸۷، دانشگاه مازندران، بابلسر.

نجارسلیقه، محمد؛ ۱۳۸۰. الگوهای سینوپتیکی بارش‌های تابستانهٔ جنوب ایران. تحقیقات جغرافیایی، شماره ٦۲، صص ۱۲۵-۱۱٤.

Alijani, B., 1981. Synoptic origin of precipitation in Iran. Ph.D. Dissertation, Michigan State University East- Lansing, U.S.A.

Alijani, B., 2006. Synoptic climatology, Tehran: Samt Press.

Azizi, G., & Samadi, Z., 2007. Synoptic pattern analysis of 28th october 2003 flood on the Gilan and Mazandaran province. *Geography Research Quarterly*, 60, 61-74.

Bagheri, S., 1993. Synoptic study of flood generating systems in north of Iran. M.A in meteorology, Geo-physic Institution, Tehran University.

Banacos. P. G., & Schultz, D. M., 2004. Moisture flux convective initiation forecasting. www.ams.confex.com

Carla Lima, K., Satyamurty, P. & Reyes Fernández, J. P., 2009. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*، Springer Wien، DOI. 10.1007/s00704-009-0207-9.

Federico, S., Avolio, E., Pasqualoni, L., & Bellecci, C., 2008. Atmospheric patterns for heavy rain events in Calabria. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 1173-1186.

Hidalgo-Munoz, J. M., Argüeso, D., Gamiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., & Castro-Diez, Y., 2011. Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula. *Journal of Hydrology*. 409, 497-511.

Hosseini, M., 2009. Recognition of synoptic condition associated precipitation on Khazar region. M.A Thesis in climatology, Isfahan University.

Hosseos, E. C., Lolis, J., & Bartzokas, A., 2008. Atmospheric circulation patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece. *Adv. Geosice*, 17, 5-11.

Janbaz Ghobadi, G.R., Mofidi, A., & Zarrin, A., 2011. Determining the synoptic pattern of winter heavy precipitations on the southern coast of the Caspian sea, *Geography and Environmental Planning*, 42, 23-40.

Keables, M. J., 1989. A synoptic climatology of bimodal precipitation distribution in the upper Midwest. *J. Climate*, 2, 1289-1294.

Khoshhal dastjerdi, J., 1997. Analyze and provide synoptic climatology model for more than 100 mm precipitations on the southern coast of the Caspian sea. Ph.D Thesis in climatology, Tarbiat Modares University.

Lana, A., Campins, J., Genov’es, A., & Jans, A., 2007. Atmospheric patterns heavy rain events in the Balearic Islands. *Advances in Geosciences*, 12, 27-32.

Lashkari, H., 1996. Synoptic patterns of heavy precipitations on the southwestern of the Iran, Ph.D thesis in climatology, Tarbiat Modares University.

Lorenzo, S. J., Lopez, A., Codobilla, M. J., Garcia, M. A., & Raso, J. M., 2008. Torrential rainfall in northeast of the Ibrian Peninsula: synoptic patterns and WeMO influence. *Adv. Sci. Res*, 2, 99-105.

Masoodian, S.A., 2011. Climate of Iran, Mashhad: Tos Sharie Press.

Mastrangelo, D., Horvath, K., Riccio, A., & Miglietta, M. M.(2011. Mechanisms for convection development in a long-lasting heavy precipitation event over southeastern Italy. *Atmospheric Research*, 100, 586-602.

Mofidi, A., Zarrin, A., & Janbaz Ghobadi, G.R.(2008. Determining the synoptic pattern of winter heavy precipitations and comparison with autumn heavy precipitations on the southern coast of the Caspian Sea, The 1st. International conference on the Caspian region environmental changes, 24-25 August 2008, University of Mazandaran, Babolsar.

Mofidi, A., & Zarrin, A., 2005. The synoptic study of low pressure systems of the Sudan in heavy rainfall in Iran. *Geographical Research*, 77, 113-136.

Mohamadi, B., & Masoodian, S.A., 2010. Synoptic analysis of the Iran heavy precipitations. *Development and Geography Journal*, 19, 47-70.

Najar saliqe, M., 2001. The synoptic patterns of summertime rainfall in the southeastern Iran. *Geographical Research*, 62, 114-125.

Rezai Banafsheh, M., Najafi, M.S, Naghizadeh, H., & Abkharabat. S.(2015. The study of relationship between variability of extreme precipitation and the main factors affecting the precipitation in the west and northwest of Iran. *Geography and environmental hazards*, 4, 133-153.